



# Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



## Bennu (101955), İtokawa (25143) ve Eros Asteroitlerinin (433) yerçekimi, gradyan tensörleri, rotasyonel ve yatay sabitlerinin 2B Düzensiz Hızlı Fourier Dönüşümü aracılığıyla modellenmesi ve hesaplanması

### *Modelling and computation of gravitational attraction, gradient tensors, rotational and horizontal invariants of Asteroid Bennu (101955), Itokawa (25143) and Eros (433) via 2D Non-Uniform FFT*

İlkin ÖZSÖZ<sup>a\*</sup>

<sup>a</sup> Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı, Ankara, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:  
2B DHFD, Bennu (101955), İtokawa (25143), Eros (433), yoğunluk gradyan tensörleri.

#### ÖZ

Karasal kökenli nesnelerin iç yapıları ve kütle dağılımları henüz bilinmemektedir. Karasal kökenli nesnelerin sabit yoğunluğuna ilişkin 2B yoğunluk modeli, karasal kökenli nesnelerin topoğrafik varyasyonlarından kaynaklanan yüzeysel veya dokusal heterojenliğe ışık tutabilir. Bu çalışmada Bennu (101955), İtokawa (25143) ve Eros (433) olmak üzere üç farklı asteroit modellenmiştir. Modelleme aşamasında, Bennu, İtokawa ve Eros asteroitlerinin 3B modellerini tanımlamak için farklı sayıda kenar/köşe, eleman, nodül ve yüzey kullanılmaktadır. Bu 3B modeller, sabit yoğunluklu çokgen bir modelle yerçekimi elde etmek için 2B Düzensiz Hızlı Fourier Dönüşümü (DHFD) uygulamalarında kullanılmaktadır. Modellenen yerçekimi anomalisinin tensör gradyanları ve tensör sabitleri hesaplanmaktadır. Gradyan tensörlerinden ve tensör sabitlerinden üç ana sonuç yorumlanır. İlk olarak, Bennu'nun orta kesiminde nispeten düşük topoğrafyadan kaynaklanan dokusal heterojenlik tespit edilmiştir. İkinci olarak, İtokawa Asteroiti'nin iki lobu arasındaki yüzeysel varyasyonları ile ilgili olabilecek oldukça farklı özellikler gözlenir. Son olarak, Eros Asteroiti'nde yönlü yüzeysel heterojenlikler tespit edilmiştir.

Geliş Tarihi: 28.04.2022  
Kabul Tarihi: 14.02.2023

Keywords:

2D NU-FFT, Bennu (101955), Itokawa (25143), Eros (433), Gravity gradient tensors.

#### ABSTRACT

The internal structure and mass distribution of the terrestrial objects are yet unknown. The 2D gravity model with a constant density of the terrestrial objects can shed light on the surficial or textural heterogeneity due to topographic variations of the terrestrial objects. Three different asteroids, which are Bennu (101955), Itokawa (25143) and Eros (433) are modelled in this study. During the modelling phase, a different number of edges, elements, nodes, and faces are used to describe the 3D models of Bennu, Itokawa, and Eros. These 3D models are used in 2D Non-Uniform Fast Fourier Transform (NU-FFT) applications to obtain gravitational attraction with a constant density polyhedron model. Tensor gradients and tensor invariants of the modelled gravity anomaly are calculated. Three major outcomes are interpreted from tensor gradient and tensor invariants. Firstly, textural heterogeneity due to relatively low topography is detected in the central part of Bennu. Secondly, considerably different properties which can be related to surface variations between the two lobes of Itokawa are observed. Lastly, directional surficial heterogeneities were detected in Eros.

## 1. Giriş

Yerçekimi potansiyeli ve türevlerinin ileri çözümü, farklı konular için yaygın bir uygulamaya sahip olduğu kabul edilmektedir. Yerçekimi potansiyeli bir hacim integrali olarak tanımlanır ve hacim integrali genellikle uzaklık ortamında analitik yöntemlerle çözülmektedir. Alternatif olarak, hacim integrallerini çözmek için spektral alan çözümleri kullanılabilir. Uzay ortamı ve spektral ortam çözümleri karşılaştırıldığında, uzaklık ortamı çözümlerinin daha doğru olduğunu ancak daha fazla hesaplama süresine mal olduğunu söylemek mümkündür. Bu nedenle, spektral ortam çözümleri, küçük aralıklı 2B/3B gridlerin yerçekimi etkisini hesaplamak için daha uygun yöntemdir.

Cooley ve Tukey (1965), temel olarak HFD algoritmasını tanımlamıştır. Bu çalışmada, HFD süreci üç adımda uygulanmıştır. İlk olarak, verilen 2B/3B gridlerin Fourier dönüşümü hesaplanmıştır. Daha sonra, veriler spektral ortamda analitik veya sayısal olarak çözülmüştür. Son olarak, spektrum ters Fourier dönüşümü ile uzay ortamına geri dönülmüştür. Sabit ve değişken yoğunluğa sahip dikdörtgen prizma için spektral ortamdaki yerçekimi etkisinin analitik çözümleri birçok yazar tarafından türetilmiştir (Bhattacharyya, 1966; Chai ve Hinze, 1988; Chenot ve Debeglia, 1990; Lee ve Biehler, 1991; Tontini vd., 2009; Wu ve Chen, 2016). Ayrıca, yerçekimi etkisinin bu analitik çözümleri, sabit veya değişken yoğunluğa sahip çok yüzlü modeller kullanılarak türetilmektedir (Pedersen, 1978; Wu, 1983; Hansen ve Wang, 1988).

Yerçekimi vektörü ve onun gradyan tensörü spektral ortamda diferansiyel ilişki ile ifade edilebilir (Wu, 2019). Wu ve Chen (2016), Fourier dönüşümünün başlıca sınırlamalarının hesaplanan ileri anomalideki tümlev hatası ve kesme hatası olduğundan bahsetmiştir. Fourier ortamı yöntemlerin önemli dezavantajlarını ortadan kaldırmak için düzensiz HFD (DHFD) tekniği Wu ve Tian (2014) ve Wu (2021) tarafından tanıtılmıştır. Bu teknik hem kaydirmalı örnekleme yöntemini (Chai ve Hinze, 1988) hem de Gauss tümlev kurallarını kullanmaktadır. Birçok yazar (Wu ve Tian, 2014; Wu, 2016; Wu ve Chen, 2016; Wu ve Lin, 2017; Wu, 2019; Wu, 2021a), DHFD algoritmasının gelişigüzel şekilli modeller için geleneksel HFD algoritmasından

daha iyi sonuçlar ürettiğini belirtmiştir. Ayrıca, DHFD sonuçlarında, geleneksel HFD'ye göre daha az tümlev hatası gözlenmiştir. Ancak, ne DHFD ne de geleneksel HFD yöntemleri, Nyquist frekansı tarafından kontrol edilen kesme hatalarını ortadan kaldıramamaktadır.

Spektral ortamda DHFD ve gradyan tensör uygulamaları; Bennu, İtokawa ve Eros asteroidlerine uygulanmıştır. Bennu, İtokawa ve Eros'un göze çarpan özellikleri şu şekilde özetlenebilir; (1) kütle yer değiştirmesi, çatlaklar ve kraterlerle kanıtlandığı üzere, günlenme, çarpma ve diğer süreçler Bennu'nun yüzeyini değiştirmiştir (Barnouin vd., 2019; DellaGiustina vd., 2019; Walsh vd., 2019), (2) İtokawa tek bir bütünlük kütle yerine, moloz yığını bir yapıdan oluşuyor gibi görünmektedir (Saito vd., 2006), (3) Eros kraterli bir yüzeye sahiptir ve ayrıca bir regolit ve kaya tabakasıyla kaplanmıştır (Veverka vd., 2001; Chapman vd., 2002; Robinson vd., 2002; Thomas vd., 2002; Richardson vd., 2004).

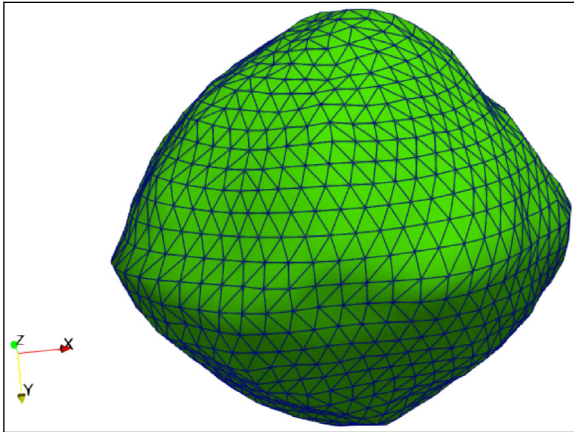
Bu makalenin amacı, İtokawa, Eros ve Bennu asteroidlerinin 3B modellerini sayısallaştırmak ve 2B DHFD tekniği ile yerçekimi anomalliklerini ve gradyan tensörlerini hesaplamaktır. Modellenen gradyan tensörleri, asteroid modelleri için kenar/köşe algılama teknikleri, anormal yükseklik veya topoğrafya nedeniyle yüzeysel heterojenlik analizi olarak kullanılacak rotasyonel ve yatay sabitlerin hesaplanmasında kullanılmaktadır. Bu makale, çeşitli dosya uzantılarını (".off", ".stl", ".ply" ve ".mesh") sayısallaştırarak sağlanan 3B modelin elemanlarını, yüzeylerini ve kenarlarını/köşelerini elde etmeyi ve gök cisimlerinin ana yüzeysel heterojenliklerini tespit etmek amacıyla rotasyonel ve yatay sabit tekniklerle yerçekimi anomalisinin ve gradyanlarının hesaplanabileceğini önermektedir. Bu çalışmanın sonuçları kısaca, Bennu Asteroidi'nin orta kesiminde nispeten düşük topoğrafyadan kaynaklanan anomal ileri tekniklerle modellenmiş bir yoğunluk anomalisinin keşfedildiğini, İtokawa Asteroidi'nin iki lobu arasında yüzeysel özelliklerde önemli farklılıkların görüldüğünü ve Eros Asteroidi'nde farklı yönlerde yüzeysel heterojenliklerin keşfedildiğini göstermektedir. Doğrudan yoğunluk gözlemleri mevcut olsaydı, gezegen cisimlerinin yerçekimi alanı, iç kütle dağılımı hakkındaki bilgileri tanımlayabilirdi (Scheeres vd., 2020). Bununla birlikte, sabit

yoğunluğa sahip ileri modellenmiş yerçekimi alanları, karasal cisimlerin yalnızca yüzeysel veya dokusal heterojenliklerini netleştirebilmektedir. Sabit yoğunluklu ileri tekniklerle modelleme algoritması kullanıldığı için asteroidin iç yapısı yorumlanamamıştır. Yerçekimi anomalisindeki ve türevlerindeki çukurlar ve doruklar topoğrafik varyasyonlarla ilişkilendirilebilir.

## 2. Benu, İtokawa ve Eros Asteroitlerinin Fiziksel Özellikleri

### 2.1. Benu Asteroiti (101955)

Bu asteroid, 11 Eylül 1999'da Lincoln Near-Earth Asteroid Research programı tarafından keşfedilmiştir (Stokes vd., 2000). Benu (101955), yarım kilometre çapında ve ekvatorial çıkıntısı olan, Dünya'ya yakın küçük bir gök cisimidir (Şekil 1). Benu Asteroiti'nin yapısı, düşük yoğunluklu ölçümlerden anlaşılan, bir moloz yığıdır ve yüzeyi kayalıktır (Barnouin vd., 2019; DellaGiustina vd., 2019; Laurretta vd., 2019; Scheeres vd., 2019; McMahon vd., 2020). Scheeres vd., (2019), Benu'nun dinamik evriminin, şeklinin küresel olmayan yapısı nedeniyle oldukça karmaşık olduğunu öne sürmüştür.



Şekil 1- Benu Asteroiti'nin sayısallaştırılmış kenarları ile şekli.

Kütle hareketi, kırıklar ve kraterler tespit edildiğinden Benu'nun yüzeyi ayrışma, çarpma ve diğer süreçlerden etkilenmiştir (Barnouin vd., 2019; DellaGiustina vd., 2019; Walsh vd., 2019). Yüzeyde ayrışmış ince tabakaların varlığı nedeniyle Benu kayalarında pul pul dökülme olaylarının belirtileri gözlenmiştir (Molaro vd., 2020a). Molaro vd. (2020b)'ne göre, bir asteroid olan Benu'nun fiziksel özellikleri, ısıl döngü ile bağlantılı olabilecek ısıl yorgunluk sürecinden kaynaklanmaktadır (Holzhausen, 1989).

Benu Asteroiti, birçok araştırmacı tarafından ısıl yorgunluk süreci açısından modellenmiştir (Molaro vd., 2015; Hazeli vd., 2018; El Mir vd., 2019) ve üzerinde laboratuvar çalışmaları yapılmıştır (Thirumalai ve Demou, 1970; Levi, 1973; Delbo vd., 2014). Modellerin ve laboratuvar çalışmalarının sonuçları, ısıl yorgunluğa bağlı kimyasal ve biyojenik ayrışmanın kayaçların pul pul dökülmesini tetiklediğini öne sürmüştür (Waragai, 1998; McFadden vd., 2005; Fletcher vd., 2006; Eppes vd., 2010; Eppes ve Keanini, 2017; Lamp vd., 2017).

Chesley vd. (2014), Benu'nun yığın yoğunluğunu, yörünge sapmaları ve termal görevler aracılığıyla araştırmıştır. Benu Asteroiti'nin tahmini kütle yoğunluğu  $1260 \pm 70 \text{ kg/m}^3$ 'tür. Ayrıca, makro gözeneklilik aralığını  $\%40 \pm 10$  olarak sunarak Benu'nun moloz yığını iç yapısına ışık tutmaktadır. Karasal cismin kütlesi  $7,8 \pm 0,9 \cdot 10^{10} \text{ kg}$  ve  $GM = 5,2 \pm 0,6 \text{ m}^3/\text{s}^2$  olarak tahmin edilmektedir (Chesley vd., 2014). Benu'nun boyut ve şekil parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir.

### 2.2. İtokawa Asteroiti (25143)

Bu asteroid, 26 Eylül 1998'de Lincoln Near-Earth Asteroid Research programı tarafından keşfedilmiştir (Stokes vd., 2000). Kasım 2005'te Hayabusa uzay

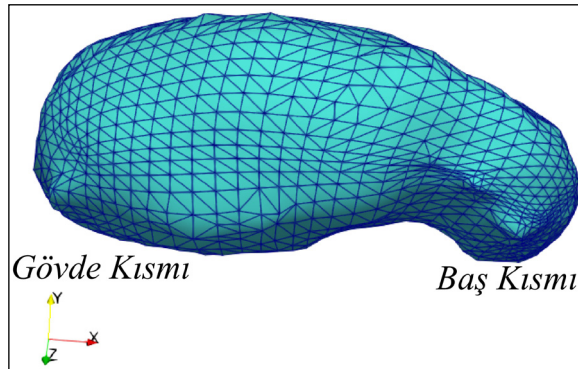
Çizelge 1- Benu boyut ve şekil parametreleri (Laurretta vd., 2015)

Parametre	Değer	Belirsizlik ( $\pm$ )
Ortalama çap(m)	492	20
Kutupsal boyut (m)	508	52
Ekvatorial boyutlar (m)	565 x 535	10
Hacim ( $\text{km}^3$ )	0.0623	0.006
Yüzey Alanı ( $\text{km}^2$ )	0.786	0.04

aracı asteroitin yüzeyinden regolit numuneleri toplamış ve bu numuneler Haziran 2010'da Dünya'ya geri dönmüştür (Yano vd., 2006; Tanbakouei vd., 2019). Nakamura vd. (2011), devasa kayaların ve taşların İtokawa'nın yüzeyinde düzensiz bir şekilde dağıldığını göstermiştir. İtokawa'nın tek bir dayanıklı bir yapı yerine moloz yığını bir yapıya sahip olması muhtemel görünmektedir. İtokawa'nın yüzeyinde metre boyutundan yüzlerce metreye kadar değişen çok çeşitli kaya boyutları analiz edilmiştir (Saito vd., 2006).

Fujiwara vd. (2006) İtokawa'nın şeklini su samuruna benzetmiştir (Şekil 2). Asteroit, küçük bir baş kısmından ve büyük bir gövde kısmından oluşmaktadır. İtokawa'nın baş kısmı, gövde kısmından daha fazla bölüm içermektedir (Saito vd., 2006) ve modelleme aşamasında bu fiziksel özellik dikkate alınmıştır. Gövde ve baş kısımları, uzun bir evrim dönemine işaret eden yuvarlak bir şekle sahiptir (Fujiwara vd., 2006).

Whiteley vd. (2002), İtokawa'nın ya gevşek bir şekilde birleştirilmiş bir cisim ya da çarpışmalı bozulmaya maruz kalmış genç bir karasal kökenli bir nesne olabileceğini iddia etmiştir. İtokawa Asteroiti'nin yüzeyinin büyük bir bölümü, asteroitin geçmişte büyük çarpımlara maruz kaldığını, ancak bu çarpımların, yüksek gözenekli yapı nedeniyle iç



Şekil 2- İtokawa Asteroiti'nin sayısallaştırılmış kenarları ile şekli.

gövdeye ilerleyemeyeceğini göstermektedir (Asphaug vd., 1998).

İtokawa Asteroiti'nin kökeni ile ilgili iki senaryo vardır. İlk senaryo, asteroitin baş kısmı ile gövde kısmının ayrı ayrı oluştuğunu öne sürmektedir (Saito vd., 2006). Daha sonra bu iki kısım daha yavaş bir hızla dokunarak, gövde ve baş kısımlarının özgün şekli korunmuştur (Saito vd., 2006). İkinci senaryo, baş ve gövde bölümleri arasında yer alan boyun kısmının büyük bir çarpışma ile oluştuğunu öne sürmektedir (Fujiwara vd., 1993). Özetle, asteroit bu çarpışma olayından önce tek bir cisimdi (Fujiwara vd., 1993).

İtokawa Asteroiti'nin fiziksel özellikleri, Hayabusa uzay aracı tarafından keşfedilmiştir. Bu özellikler Çizelge 2'de verilmiştir.

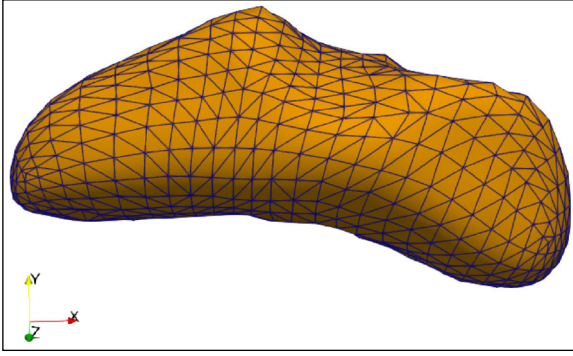
### 2.3. Eros Asteroiti (433)

Eros Asteroiti, 13 Ağustos 1989'da Gustav Witt (Yeomans, 1995) tarafından keşfedilmiş ve tanımlanmadan önce 30 Kasım 1988 ile 5 Aralık 1988 tarihleri arasında Arecibo teleskopu ile gözlemlenmiştir (Ostro vd., 1992; Magri vd., 2001). Dünya'ya Yakın Asteroitler/DYA (Near-Earth Asteroit Rendezvous/NEAR)'in görevi (Cheng vd., 1997), Eros'un kutup yönelimi, dönüş hızı, yörüngesi, mineralojisi, kimyasal bileşimi ve iç yapısı hakkında çok önemli bilgiler sağlamıştır (McCoy vd., 2000). Görev 14 Şubat 2000 tarihinde başlatılmıştır. Görevin sonuçlarında, Eros'un kraterli bir yüzeye sahip olduğunu ve regolit tabakası ve kayalarla kaplı olduğu öğrenilmiştir (Veverka vd., 2001; Chapman vd., 2002; Robinson vd., 2002; Thomas vd., 2002; Richardson vd., 2004).

Eros; piroksen, olivin, plajiyoklaz ve sıradan kondritlerden oluşan üst sınıf (S-class) bir asteroittir (Şekil 3). Eros Asteroiti'nin oluşumu hakkında iki teori vardır. İlk teori, uzay koşulları ve farklılaşma süreçlerinin yarımküre ölçeğinde heterojenliğe

Çizelge 2- Itokawa boyut ve şekil parametreleri (Fujiwara vd., 2006).

Parametre	Değer	Belirsizlik ( $\pm$ )
Boyut (m)	535 x 294 x 209	1
Yoğunluk (kg/cm <sup>3</sup> )	1000	130
Kütle (kg)	3.51 x 10 <sup>10</sup>	0.105 x 10 <sup>10</sup>
Hacim (m <sup>3</sup> )	1.84 x 10 <sup>7</sup>	0.092 x 10 <sup>7</sup>



Şekil 3- Eros Asteroidi'nin sayısallaştırılmış kenarları ile şekli.

yol açtığını iddia etmektedir. (Murchie ve Pieters, 1996; Veverka vd., 1999). Diğer teori de, sıradan kondritlerin varlığının, güneş sisteminin oluşum sürecinden değişmemiş bir bileşim sunduğunu belirtmektedir. Sıradan kondritlerin kimyasal yapısı, Güneş'inkiyle hemen hemen aynıdır. Bu nedenle, Eros'un, kondritlerin birikmesinden sonra değişmemiş bir cisim olduğu söylenebilir (Yeomans, 1995).

DYA görevi, Eros Asteroidi'nin boyut ve şekil parametrelerini sağlamıştır. Eros Asteroidi'nin bu parametreleri Çizelge 3'te gösterilmektedir.

### 3. Yöntem

#### 3.1. 3B Asteroid Modellerinin Sayısallaştırılması ve Yeniden Modellenmesi

Asteroidlerin 3B modelleri <https://solarsystem.nasa.gov> adresinden indirilmiştir. Modeller, “gITF” veya “USDZ” dosyası olarak indirilebilmektedir. Bu çalışmada, Bennu, Itokawa ve Eros modelleri için “gITF” dosya (.glb) formatı kullanılmıştır.

“gITF” dosya formatı, açık kaynaklı veri analizi ve görselleştirme yazılımı olan ParaView'da görselleştirilebilmektedir. ParaView'in Görselleştirme Araç Kiti, girdi modelini işlemek ve işlenen modeli görselleştirmek için C++, Java ve Python kitaplıklarını içermektedir. Büyük bir veri kümesi için ParaView, işlem süresini kısaltmak için dağıtılmış belleği kullanabilir. Ayrıca, ParaView, kullanıcıların dosya biçimlerini “.glb”den “.stl”ye dönüştürmesine olanak tanımaktadır (Ayachit vd., 2015). Bu çalışmada, verilen 3B modelin; kenarlarını/köşelerini, elemanlarını (veya karesel ağ), yüzeylerini ve nodüllerini (veya köşe noktaları) sayısallaştırmak için “.stl” dosya formatı gereklidir. Bu nedenle, veri formatlarının “.stl” ye dönüştürülmesi ve dönüştürülen 3B modelin görselleştirilmesi için ParaView kullanılmıştır (Çizelge 4).

“.glb” den “.stl” ye dönüştürüldükten sonra, veriler sayısallaştırma aşaması için hazırdır. Tetgen açık kaynaklı C++ programı, rastgele karmaşık modellerin sayısallaştırma işlemleri için kullanılabilir. Verilen modelin; kenarlarını, elemanlarını, yüzeylerini ve nodüllerini tespit etmek için kareli ağlar oluşturabilir. Tetgen'de çeşitli dosya uzantıları (“.off”, “.stl”, “.ply” ve “.mesh”) okunabilir (Si, 2015). Bu çalışmada, ParaView'de “.glb” formatından dönüştürülen “.stl” formatı Tetgen'de girdi dosyası uzantısı olarak kullanılmıştır. Nodülleri (.node), elemanları (.ele), yüzeyleri (.face) ve kenarları/köşeleri (.edge) çıkarmak için Windows Powershell veya Git Bash'te "tetgen -fe Name.stl" komutu çalıştırılmıştır. Tetgen'in çıktıları; Bennu, Itokawa ve Eros asteroidlerinin yeniden modellenmesi için Matlab kodunda kullanılmıştır.

Çizelge 3- Eros Asteroidi boyut ve şekil parametreleri (Miller vd., 2002; Konopliv vd., 2002; Kanamaru vd., 2019).

Parametre	Değer	Belirsizlik (±)
Boyut (km)	13 x 13 x 33	–
Yoğunluk (kg/cm <sup>3</sup> )	2670	30
Kütle (kg)	6.6904 x 10 <sup>15</sup>	0.003 x 10 <sup>15</sup>
Hacim (km <sup>3</sup> )	2503	25

Çizelge 4- Her bir girdi modeli için sayısallaştırılmış yüzey, kenar, eleman ve nodül sayısı.

Model Adı	Yüzler	Kenarlar	Elemanlar	Düğüm Noktaları
Bennu	9750	6895	4202	1348
Itokawa	10299	7135	4488	1325
Eros	5680	3993	2456	770

### 3.2. 2B Düzensiz HFD (DHFD)

Standart HFD tabanlı ileri çözümlerin kusurları sonlu uzunluk ve ayrıklaştırma etkileridir (Wu ve Tian, 2014). Wu ve Tian (2014) sonlu uzunluk etkisini, sonsuz Fourier integralinin Nyquist frekansındaki kesim noktası olarak tanımlamıştır. Ayrıca, ayrıklaştırma etkisi, sonlu integralin Nyquist frekansındaki maksimum ve minimum sınırlarından kaynaklanmaktadır.

Sonlu uzunluk hataları, artan dalga sayısı ile üstel olarak azalan spektrum genliği nedeniyle potansiyel alan çalışmaları için göz ardı edilebilir. Ancak, Fourier integralinin salınımları, yamuk kuralı tarafından yeterince kapsanamayabileceğinden ayrıklaştırma etkisi ihmal edilemez. Bu durumda, yamuk kuralı için daha küçük bir aralıkta, standart HFD yöntemi için zorunludur. Başka bir deyişle, ayrıklaştırma etkisinden kaçınmak için grid genişletme uygulanmalıdır. Ayrıklaştırma hatasını en aza indirmek için diğer seçenek ise 2B Gaussian karelej kuralını kullanmaktır. Ek olarak, standart ileri HFD sonuçları, kaynak pencerenin merkezinde yer aldığı sürece, oldukça güvenilir sonuçlar üretir. Ancak, kaynağın konumu pencerenin merkezinde yer almıyorsa, kenar etkileri ortaya çıkma eğilimindedir. Bu sorun, standart HFD yöntemlerinde grid genişletme ile çözülebilirken, 2B Gaussian karelej kuralı, kaydırmalı örnekleme tekniği ile sorunu otomatik olarak çözebilir.

Barnett (1976)'e göre, poligonal cisimleri içeren çokgenli cisimler üçgen yüzeylerle yeniden modellenebilir. Daha sonra, modellenen üçgen yüzeylere DHFD ile 2B Gauss karelej kuralı uygulanır (Lee ve Greengard, 2005; Greengard ve Lee, 2006; Keiner vd., 2009; Wu, 2016; Barnett vd., 2019; Barnett, 2021). Gauss karelej kuralı ve DHFD'nin bir kombinasyonu Wu (2021a) tarafından tanıtılmıştır.

Kartezyen koordinat sisteminde,  $r = (x, y, z)$  yerçekimi alanı koordinatlarını ve  $\check{r} = (\check{x}, \check{y}, \check{z})$  kaynak cismin koordinatlarını göstermektedir. Dalga sayısı alanı için,  $(k_x, k_y)$  sabit bir seviyede ( $z = z_0$ ),  $(x, y)$ , uzamsal alan koordinatlarına karşılık gelir. Yerçekimi potansiyeli  $U$ , farklı yönlerdeki yerçekimi alanlarını ve dalga sayısı alanındaki tensör yerçekimi bileşenlerini elde etmek için kullanılabilir (Wu, 2016).

$$\begin{bmatrix} g_x & g_y & g_z \\ T_{xx} & T_{yy} & T_{zz} \\ T_{xy} & T_{xz} & T_{yz} \end{bmatrix} = \mathcal{F}^{-1} \left[ \begin{bmatrix} ik_x & ik_y & |k| \\ -k_x^2 & -k_y^2 & |k|^2 \\ -k_x k_y & ik_x |k| & ik_y |k| \end{bmatrix} \times \mathcal{F}(U) \right]$$

Burada  $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ ,  $g_x$ ,  $g_y$  ve  $g_z$  yerçekimi potansiyeli  $U$ 'nun birinci türevini ve  $T_{xx}$ ,  $T_{yy}$ ,  $T_{zz}$ ,  $T_{xy}$ ,  $T_{xz}$ ,  $T_{yz}$   $U$ 'nun ikinci türevlerini gösterir.

$U$ 'nun hesaplanması, sabit yoğunluklu çokgenli cisimler için biraz karmaşık bir prosedürdür. Bir çokgenin  $N_F$  yüzü varsa, her yüzeyin birim normali  $n_i = (\alpha_i, \beta_i, \gamma_i)$  olarak tanımlanır, burada  $i = 1, \dots, N_F$  'dir. Ek olarak,  $J_i$  çokgenin  $i$ . inci yüzeyine uygulanan 2B Gauss karelej sırasını,  $j = 1, \dots, J_i$  ise ilgili Gauss nodülleri ve ağırlıkları için indeksi ifade eder.

Gauss nodülleri ve ağırlıkları  $\check{r}_{i,j}$  ve  $w_{i,j}$  ile temsil edilir. İndeks  $l$ , Gauss karelej nodüllerinin ve ağırlıklarının  $(i, j)$  indeksi ile değiştirilebilir (Wu, 2021a):

$$N_{MP} = \sum_{i=1}^{N_F} J_i$$

$$w_{i_{1 \leq l \leq N_{MP}}} = \{w_{1,1}, \dots, w_{1,J_1}, w_{2,1}, \dots, w_{2,J_2}, \dots, w_{N_F,1}, \dots, w_{N_F,J_{N_F}}\},$$

$$\check{r}_{i_{1 \leq l \leq N_{MP}}} = \{\check{r}_{1,1}, \dots, \check{r}_{1,J_1}, \check{r}_{2,1}, \dots, \check{r}_{2,J_2}, \dots, \check{r}_{N_F,1}, \dots, \check{r}_{N_F,J_{N_F}}\},$$

$$n_{i_{1 \leq l \leq N_{MP}}} = \{n_1, \dots, n_1, n_2, \dots, n_2, \dots, n_{N_F}, \dots, n_{N_F}\},$$

Burada  $n_1, \dots, n_1, n_2, \dots, n_2$  ve  $n_{N_F}, \dots, n_{N_F}$  sırasıyla  $J_1, J_2$  ve  $J_{N_F}$  kez tekrarlanır. Dolayısıyla, yerçekimi vektörünün dikey bileşeni  $[g_z(r)]$  şu şekilde yazılabilir (Wu, 2021a):

$$\check{n}_i = (\alpha_i, \beta_i, \gamma_i) \text{ ise } g_z(r) = -G\rho_0 \sum_{i=1}^{N_{MP}} w_i \gamma_i \frac{1}{|r - \check{r}_i|} \text{ dir.}$$

Burada  $|r - \check{r}_i|$  yerçekimi alanı noktası ile karelej noktası arasındaki Öklit mesafesi,  $G = 6.67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$  ve  $\rho_0 (kg/m^3)$  çokgen cismin sabit yoğunluğudur. 2B yaklaşımı için, yerçekimi etkisi sabit bir düzlem  $z = z_0$  üzerinde hesaplanır. Daha sonra, denklem (6)'nın her iki tarafına 2B Fourier dönüşümü uygulanır (Parker, 1973; Wu, 2021a):

$$\mathcal{F}[g_z(r_0)] = -2\pi G \rho_0 e^{ik(z_0 - z_{ref})} \sum_{n=0}^{N_T} \frac{(-1)^n}{n!} |k|^{n-1} \Theta_n$$

$$\Theta_n = \mathcal{F}_{2D}^{NU} [w_i \gamma_i (\check{z}_i - \check{z}_{ref})^n]$$

$$\check{z}_{ref} = [\min(\check{z}_i) + \max(\check{z}_i)]/2$$

Burada  $N_T$  Taylor serisi genişleme mertebesini,  $\check{z}_{ref}$  referans seviyesini (Wu ve Lin, 2017),  $\mathcal{F}_{2D}^{NU}$  2B DHFD uygulamasını (Greengard ve Lee, 2006; Wu,

2018) ve  $Z_i$  derinlik koordinatlarını temsil etmektedir. Son olarak, yerçekimi potansiyeli  $\mathcal{F}(U)$ 'nin Fourier dönüşümü

$$\mathcal{F}(U) = \frac{1}{|k|} \mathcal{F}[g_z(r_0)]$$

ile elde edilir (Wu, 2016).

$\mathcal{F}(U)$  hesaplandıktan sonra, yerçekimi potansiyeli  $U$ 'nin vektör bileşenleri denklem (1) ile hesaplanır. Bu çalışmada, Wu, (2021a, b) tarafından önerilen 2B DHFD tip 1 ve 2B Gauss karelej kuralının kombinasyonu, karasal cisimlerin yerçekimsel çekimini hesaplamak için kullanılmıştır.

### 3.3. Sabit Yöntemler

Gradyan tensörleri, toplam manyetik alan anomalisinden veya yoğunluk/yerçekimi verilerinden tahmin edilebilir. Önemli olan faktör, tensör tahmin işlemi sırasında verilerin alansal kapsamıdır (Nelson, 1988a, b; Pedersen ve Rasmussen, 1990).

Yerçekimi alanının düzgün bir şekilde değiştiği ve alanın bozunmasının ters karesel kuvvet ile tanımlandığı bilinmektedir. Ek olarak, yerçekimi alanının sabitleri dört ila dokuzuncu kuvvetin tersi olarak azalmaktadır. Bu nedenle, gradyan tensörleri ve hesaplanan sabitler yüksek çözünürlüklü yüzeye yakın bilgi sağlamaktadır (Klokočnik vd., 2014). Yerçekimi gradyan tensörleri, yerçekimi potansiyelinin ikinci türevleri olarak tanımlanabilir,  $U$  [bkz. denklem (1)]. Kaynak kütlelerin dışındaki tensör bileşenleri, bozucu potansiyele ( $U$ ) benzer şekilde Laplace denklemini karşılar (Floborghagen vd., 2011).

Her bir gradyan tensörü, yerçekimi alanının değişimi hakkında farklı türde bilgiler içermektedir. Özellikle,  $T_{zz}$  bileşeni jeolojik temas bilgisi (sıfır konturlar) sağlarken, yatay bileşenler kaynak gövdenin şeklini teşhis eder (Murphy ve Dickinson, 2009; Klokočnik vd., 2014). Bireysel olarak,  $T_{xx}$  ve  $T_{yy}$ 'deki bükülme noktaları kaynak kenarını,  $T_{xz}$  ve  $T_{yz}$ 'deki maksimum (tepe) ve minimum (çukurlar) kaynak kenarının göstergelerini,  $T_{xy}$ 'deki tepe ve çukurların merkez noktası kütlelerin merkezini işaret etmektedir. Eğer  $T_{xy}$ 'de bir asimetri varsa, bu dalmakta olan bir kütle gösterir. Rotasyonel ve yatay sabitler yerçekimi gradyan tensörlerinin kombinasyonu ile elde edilmektedir.

Gradyan tensörlerinin ve bunların sabitlerinin hesaplanmasının nedeni, potansiyel alan verilerindeki küçük ölçekli değişimleri izlemektir. Gradyan tensörlerinin ve sabitlerinin potansiyel alanda zaten bulunmayan ek bilgiler sağlamadığı unutulmamalıdır. Ancak, yorumlama aşaması için farklı bilgiler sağlayabilirler (Pedersen ve Rasmussen, 1990).

Sabitler, rotasyonel ve yatay sabitler olarak iki kategoriye ayrılabilir. Yatay sabitler aşağıdaki gibi tanımlanabilir (Pedersen ve Rasmussen, 1990; Pawlowski, 2012; Klokočnik vd., 2014):

$$I_1 = T_{xx}T_{yy} + T_{yy}T_{zz} + T_{xx}T_{zz} - T_{xy}^2 - T_{yz}^2 - T_{xz}^2$$

$$I_2 = T_{xx}(T_{yy}T_{zz} - T_{yz}^2) + T_{xy}(T_{yz}T_{xz} - T_{xy}T_{zz}) + T_{xz}(T_{xy}T_{yz} - T_{xz}T_{yy})$$

$I_1$ 'in özellikleri analitik sinyale benzer, ancak çıkış her zaman negatiftir. Ek olarak,  $I_2$  girdinin 3B ölçüsüdür.

Toplam yatay türev (TYT) ve eğrinin büyüklüğü (EB) dahil olmak üzere; yatay sabitler, temas kenarlarını tespit etmeyi amaçlamaktadır. Yatay sabitler şu şekilde yazılabilir (Murphy, 2007; Murphy ve Dickinson, 2009):

$$TYT = \sqrt{T_{xz}^2 + T_{yz}^2}$$

$$EB = \sqrt{(T_{yy} - T_{xx})^2 + 4T_{xy}^2}$$

$TYT$  çıktısındaki tepe noktaları kaynağın kenarlarını netleştirirken,  $EB$  çıktısındaki yerel minimumlar temas kenarını tespit eder. Hem  $TYT$  hem de  $EB$  girişin kenarını işaretlediğinden, iki yöntem arasında çapraz kontrol yapılması daha güvenilir bir yorumlama sağlamaktadır.

## 4. Bulgular ve Tartışma

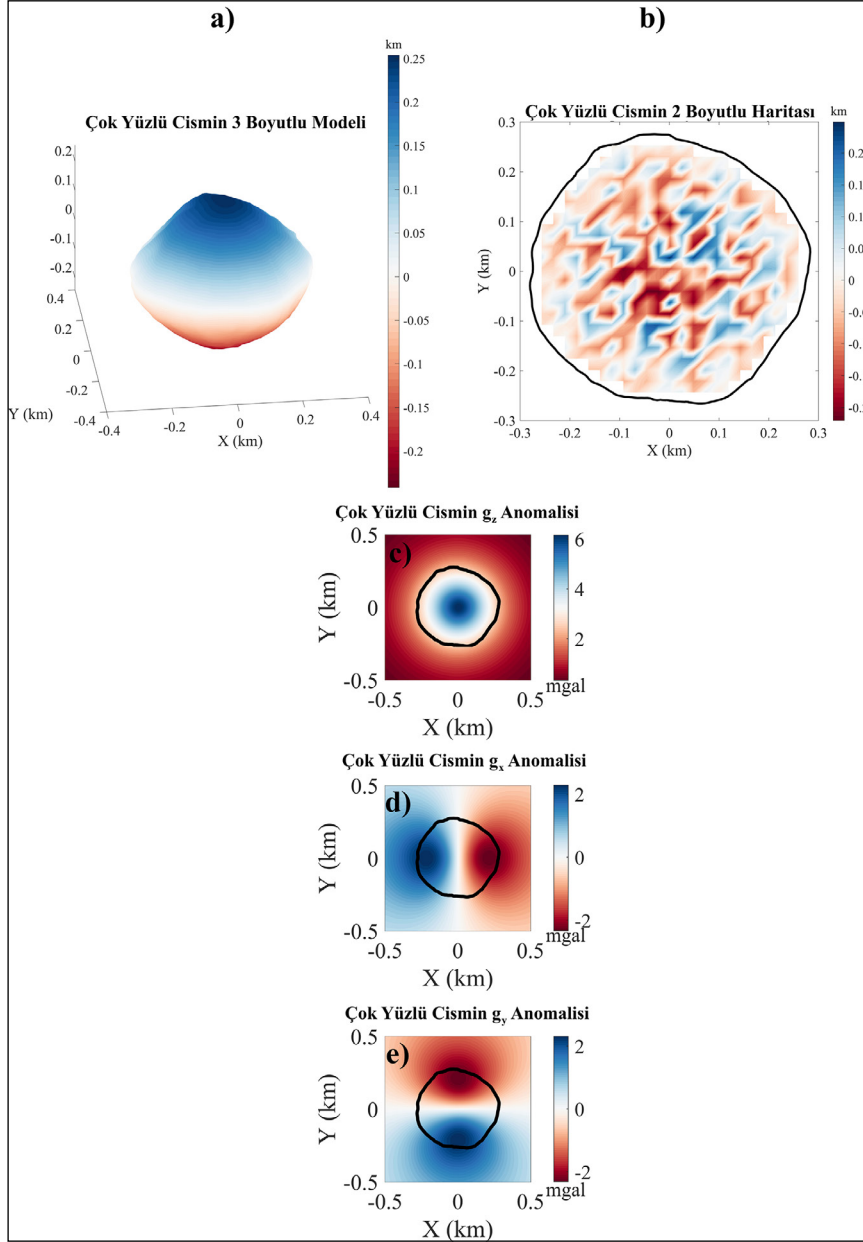
Bu bölümde, Benu, İtokawa ve Eros asteroitlerinin tahmini yerçekimi anomalileri, tensör bileşenleri ve sabitleri sunulmaktadır. Ek olarak, bu karasal cisimlerin sabit yoğunluklu ileri modellenmiş yerçekimi anomalisi açısından yüzeysel heterojenlikler tartışılmaktadır. Tüm sonuçlar Wu (2021b) tarafından önerilen MATLAB kodu ile hesaplanmış ve sonuçların bir renk haritası ColorBrewer (Cynthia, 2002) tarafından oluşturulmuştur.

Çokgen modeller, gelişigüzel şekilli cisimlerin yerçekimi alanlarını tahmin etmek için oldukça

kullanışlıdır. Bununla birlikte, çokgen modeller iki varsayım gerektirir; (1) asteroit çokgen bir şekle sahip olmalıdır, (2) çokgen şeklin yoğunluğu (density) sabittir (Werner ve Scheeres, 1996; Kanamaru ve Sasaki, 2019).

Genellikle, boyutları 10 km'den küçük asteroitler moloz yığını yapısına sahip olma eğilimindedir (Scheeres vd., 2015). Benu Asteroiti'nin farklı

boyutlarda kayalar içeren bir moloz yığını yapısına sahip olduğu tekrar belirtilmelidir. Dolayısıyla, boyut farklılıkları, hesaplanan kütleçekim anomalisini bozacaktır (Scheeres vd., 2020). Benu'nun yerçekimi anomalisi 2B DHFD uygulaması ile hesaplanmıştır. Hesaplama parametreleri Bölüm 2.1'de tartışılmıştır. Şekil 4, Benu Asteroiti'nin 2B ve 3B girdi modellerini ve yerçekimi potansiyelinin ilk türevlerini ( $g_x, g_y, g_z$ ) göstermektedir.

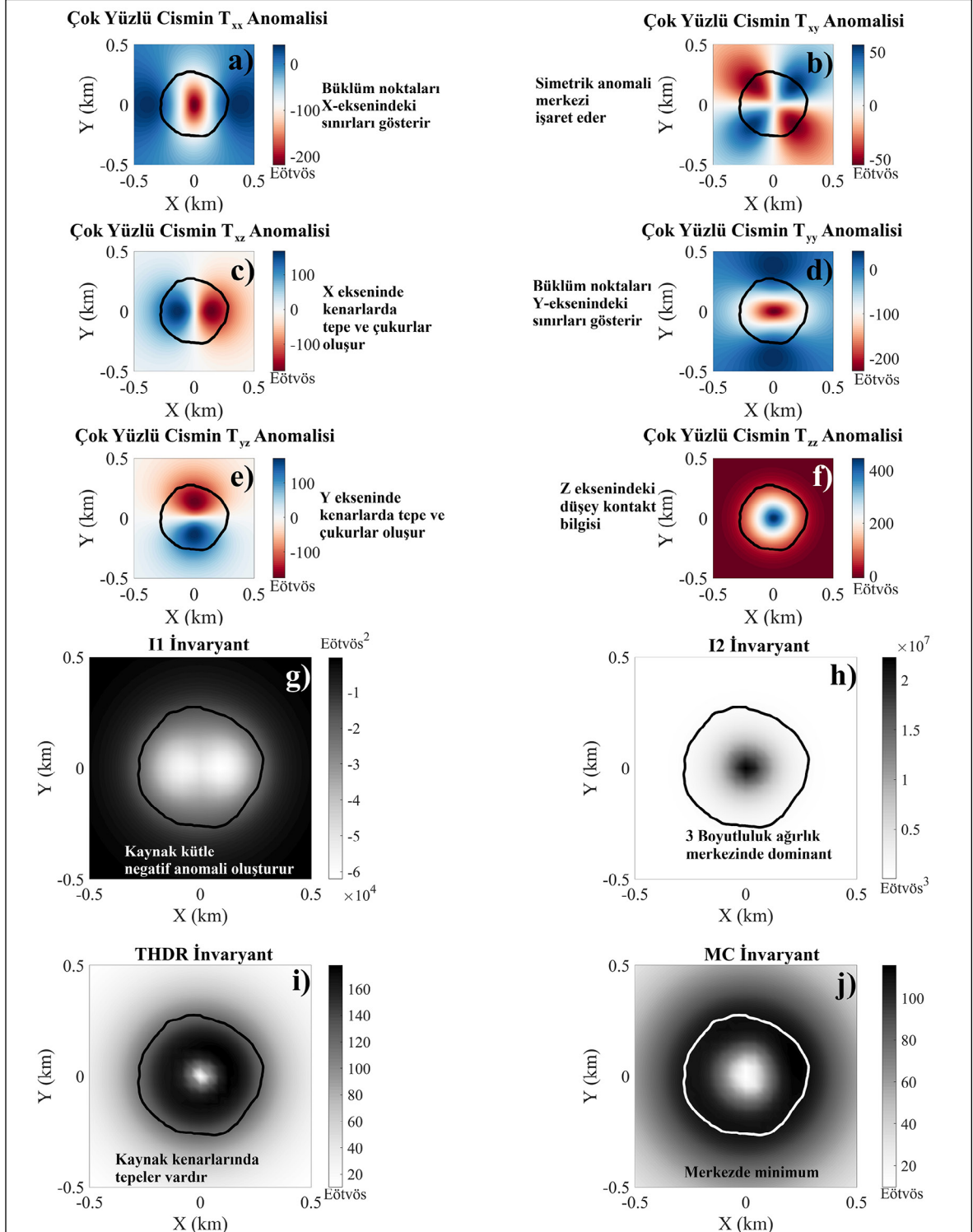


Şekil 4- Benu Asteroiti (101955) için birinci türev sonuçları: a) 3B girdi modeli, b) 2B girdi modeli, c) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) dikey bileşeni, d) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) X bileşeni, e) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) Y bileşeni. Düz siyah çizgi Benu Asteroiti'nin sınırlarını göstermektedir.



Şekil 4'te, gövdenin merkezi kısmı  $y$  ve  $x$  yönleri boyunca, sırasıyla;  $g_x$  ve  $g_y$  bileşenlerinde işaretlenmiştir. Ayrıca, yerçekimi anomalisinin  $z=z_0$ 'daki yatay değişimleri  $g_z$  bileşeninde

tanımlanmıştır. Yerçekimi potansiyelinin  $U$  birinci türevi yorumlanabilir sonuçlar üretmesine rağmen, yerçekimi alanının tensör bileşenleri ve sabiti ile daha iyi değerlendirme yapılabilir (Şekil 5).



Şekil 5- Benu Asteroidi (101955) için ikinci türev sonuçları: a)  $T_{xx}$ , b)  $T_{xy}$ , c)  $T_{xz}$ , d)  $T_{yy}$ , e)  $T_{yz}$ , f)  $T_{zz}$ , g)  $I_1$ , h)  $I_2$ , i)  $TYT$  ve j)  $EB$ .

Şekil 5'te, Bennu Asteroiti'nin ekvatorunda ve merkezinde tahmin edilen minimum yerçekimi değerleri önceki çalışmalarla (Hirabayashi ve Scheeres, 2014; Sánchez ve Scheeres, 2014; Laurretta vd., 2019; Scheeres vd., 2019 ve 2020) uyumludur. Ekvatorial bölgede malzeme, sıkışmanın daha az baskın olduğu bölgeye göç etmektedir. Buna ek olarak, asteroitin hızlı dönüş oranı ve malzeme göçü nedeniyle ekvatorial bir şişkinlik meydana gelmektedir (Hirabayashi ve Scheeres, 2014; Sánchez ve Scheeres, 2014).

Bennu Asteroiti'nin ekvator şişkinliğindeki düşük yerçekimi anomalisi nispeten düşük topoğrafya ile ilişkilendirilebilir. Bu bölgenin heterojenliği oldukça baskın olduğundan, tensörler ve sabitler  $z=z_0$ 'daki yatay değişimlerini tanımlar. Özellikle  $g_{xy}$  anomalisinde, simetrik tepe ve çukurlar sabit yoğunluklu topoğrafik dalgalanmaların merkezini göstermektedir.  $I_1$  sabiti alt topoğrafya bölgesi hakkında daha az bilgi sağlarken,  $I_2$ ,  $MC$  ve  $THDR$  yüzeysel heterojenlik değişimlerine daha duyarlıdır.

Bennu Asteroiti'nin şekli İtokawa Asteroiti'nin şeklinden daha düzgündür. DHFD, İtokawa ve Eros gibi tekdüze olmayan gelişigüzel şekillerin yerçekimini hesaplamak için daha belirgin hale gelmektedir. İtokawa'nın yerçekimi anomalisi Bennu Asteroiti için kullanılan yöntemin aynısı kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplama parametreleri Bölüm 2.2'de tartışılmıştır. Şekil 6, İtokawa Asteroiti'nin 2B ve 3B girdi modellerini ve yerçekimi potansiyelinin ilk türevlerini ( $g_x$ ,  $g_y$ ,  $g_z$ ) göstermektedir.

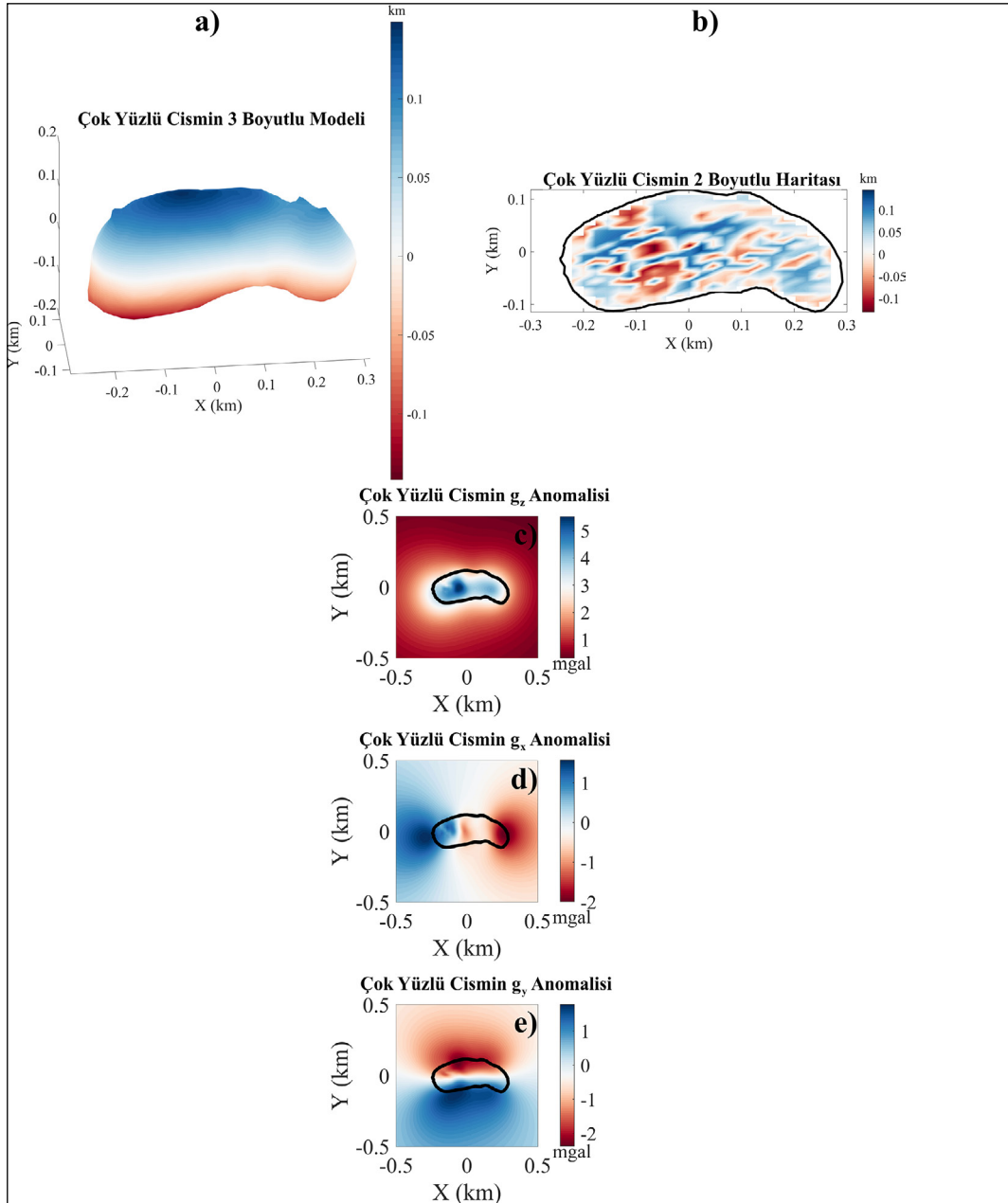
İtokawa Asteroiti'nin iç yapısı ve kütle dağılımı henüz bilinmemektedir. İtokawa'nın kütle gözenekliliğinin yaklaşık %40 (Saito vd., 2006; Sánchez ve Scheeres, 2014) ve ortalama yoğunluğunun kabaca  $1900 \text{ kg/m}^3$  (Abe vd., 2006; Fujiwara vd., 2006) olduğu bilinmektedir.

Hesaplanan yerçekimi sonuçları İtokawa'nın yüzeysel heterojenliğine ışık tutmaktadır. Ancak, sabit yoğunluklu çokgen modeller kullanıldığı için yüksek veya düşük yoğunluklu bölgeler elde edilememektedir. İtokawa'nın baş ve gövde kısımlarının aynı yoğunluğa sahip olduğunun varsayıldığı ve hesaplanan yerçekimi anomalisindeki değişimlerin yüzeysel heterojenlikle

bağlantılı olması gerektiğini söylemek mümkündür. Sorsa vd. (2020) İtokawa'nın her iki lobunun da, tek tip bir yapıya ve yüzey bileşimine sahip olduğunu öne sürmüştür. Ayrıca, loblar arasındaki farklılıklar, boşluk dağılımı veya yüksek yoğunluklu metalik parçalarla bağlantılı olabilmektedir.

Yerçekimi potansiyelinin ilk türevi, gövde ve baş kısımlarının farklı yerçekimi anomalilerine sahip olduğunu göstermektedir. Şekil 6c ve 6d'de, gövde kısmı belirgin bir şekilde daha yüksek bir yerçekimi anomalisi üretirken, baş kısmı daha düşük bir yerçekimi anomalisine sahiptir. Baş kısmı daha yüksek yoğunluk değerlerine sahip olmasına rağmen (Kanamaru ve Sasaki, 2019; Sorsa vd., 2020),  $g_z$  ve  $g_x$ 'de daha düşük yerçekimi anomalileri tahmin edilmektedir. Yerçekimi anomalisinin hesaplanması sırasında sabit yoğunluk modellerinin kullanılmasının güvenilir bir yoğunluk dağılımı sağlamadığını belirtmek gerekir. Bu nedenle, tahmin edilen yerçekimi anomalileri karasal gövdenin yoğunluk dağılımı ile ilişkilendirilemez. Sabit yoğunluk kontrast dağılımı ile hesaplanan yerçekimi anomalisi, yüzeysel veya dokusal heterojenliğin doğrudan çıktısıdır. Sabit yoğunluk kontrastı ile ileri modellenmiş yerçekimi anomalisindeki varyasyonları tespit etmek için, tensör gradyanı ve sabit olmayan uygulamalar, birinci türev anomalilerinden daha yorumlanabilir çıktılar üretme eğilimindedir (Şekil 7).

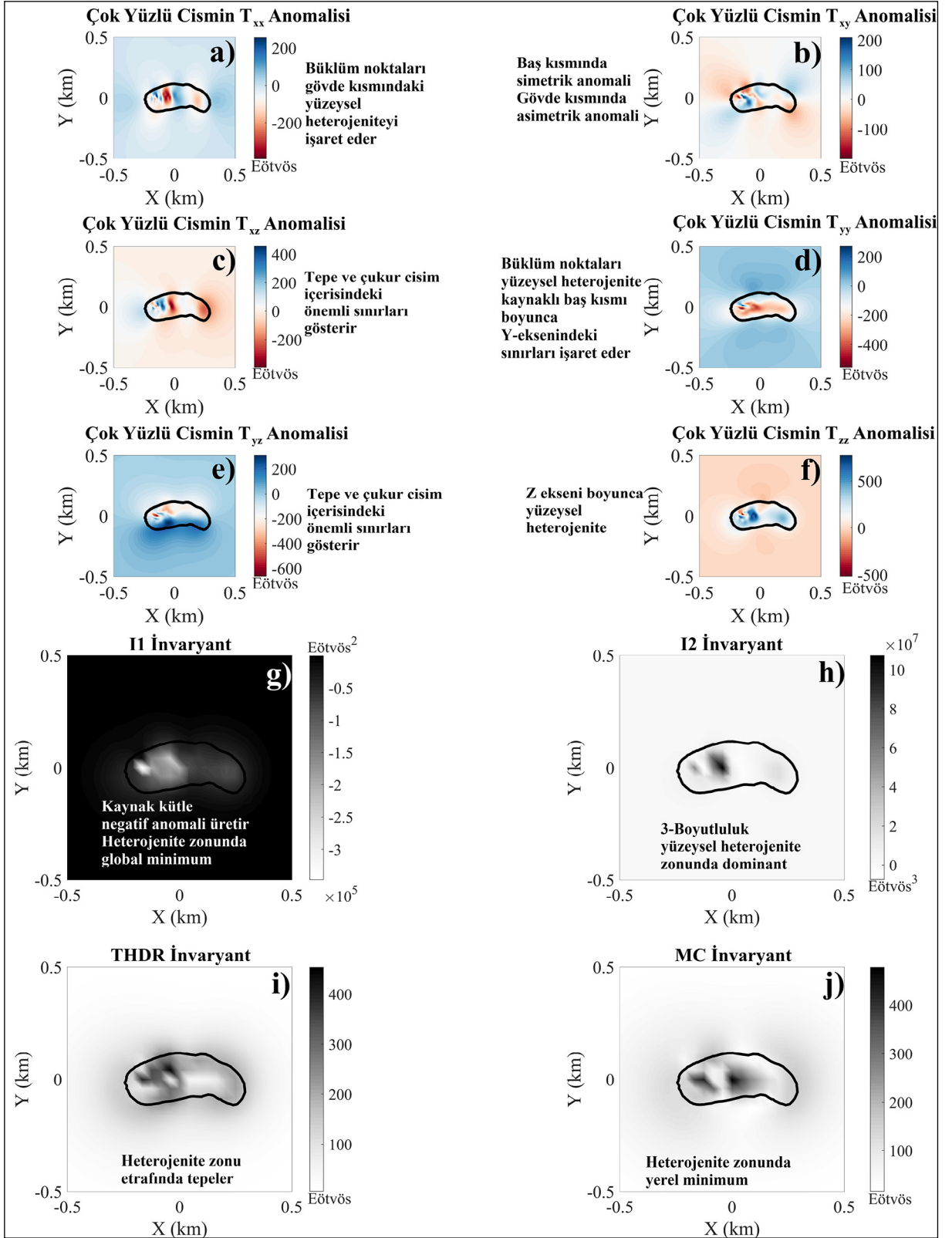
Şekil 7'de, yüzeysel heterojenlik analizi gövde kısmında anomali özellikleri göstermekte olup, bu durum önceki bulgularla uyumludur (Kanamaru ve Sasaki, 2019; Sorsa vd., 2020).  $T_{xx}$  ve  $T_{yy}$  tensör gradyanları, x ve y eksenleri boyunca yapısal heterojenlik bölgesinin kenarını tanımlamaktadır.  $T_{xy}$ 'deki asimetrik anomaliler, yüzeysel heterojenliğin konumunun ya gövdeye ya da baş kısmına yakın olduğunu göstermektedir.  $T_{zz}$  anomalisinde  $z=z_0$ 'daki yatay değişimler izlenebilmektedir. Sabit yoğunluk kontrastı ile ileri modellenmiş gravite anomalisindeki yatay değişimlerin gövde kısmının yakınında gözlemlendiğini söylemek mümkündür.  $THDR$  ve  $MC$  çıktıları, anormal topoğrafik değişimlerin tespit edildiği doruk noktaları sunmaktadır. Gövde kısmına doğru negatif anomaliler,  $I_1$  sabitinde yerçekimi anomalilerinin önemli bir kaynağına işaret etmektedir. Anomalinin 3 boyutluluğu ( $I_2$  anomalisi) topoğrafik



Şekil 6- İtokawa Asteroiti (25143) için birinci türev sonuçları: a) 3B girdi modeli, b) 2B girdi modeli, c) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) dikey bileşeni, d) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) X bileşeni, e) yerçekimi potansiyelinin ( $U$ ) Y bileşeni. Düz siyah çizgi İtokawa Asteroiti'nin sınırlarını göstermektedir.

yüksek ve alçak değerlerle pozitif bir korelasyona sahiptir. En düşük  $I_2$  değerleri gövdenin merkezinde dağılırken, en yüksek  $I_2$  değeri gövde kısmına doğru gözlenmektedir. Genel olarak, kenar algılama sonuçları İtokawa Asteroiti'nin gövde kısmına doğru dokusal heterojenlikler olduğunu göstermektedir. Bu bölgeden yapılacak doğrudan ölçümler ve gözlemler İtokawa'nın doğası hakkında önemli bilgiler sağlayabilir.

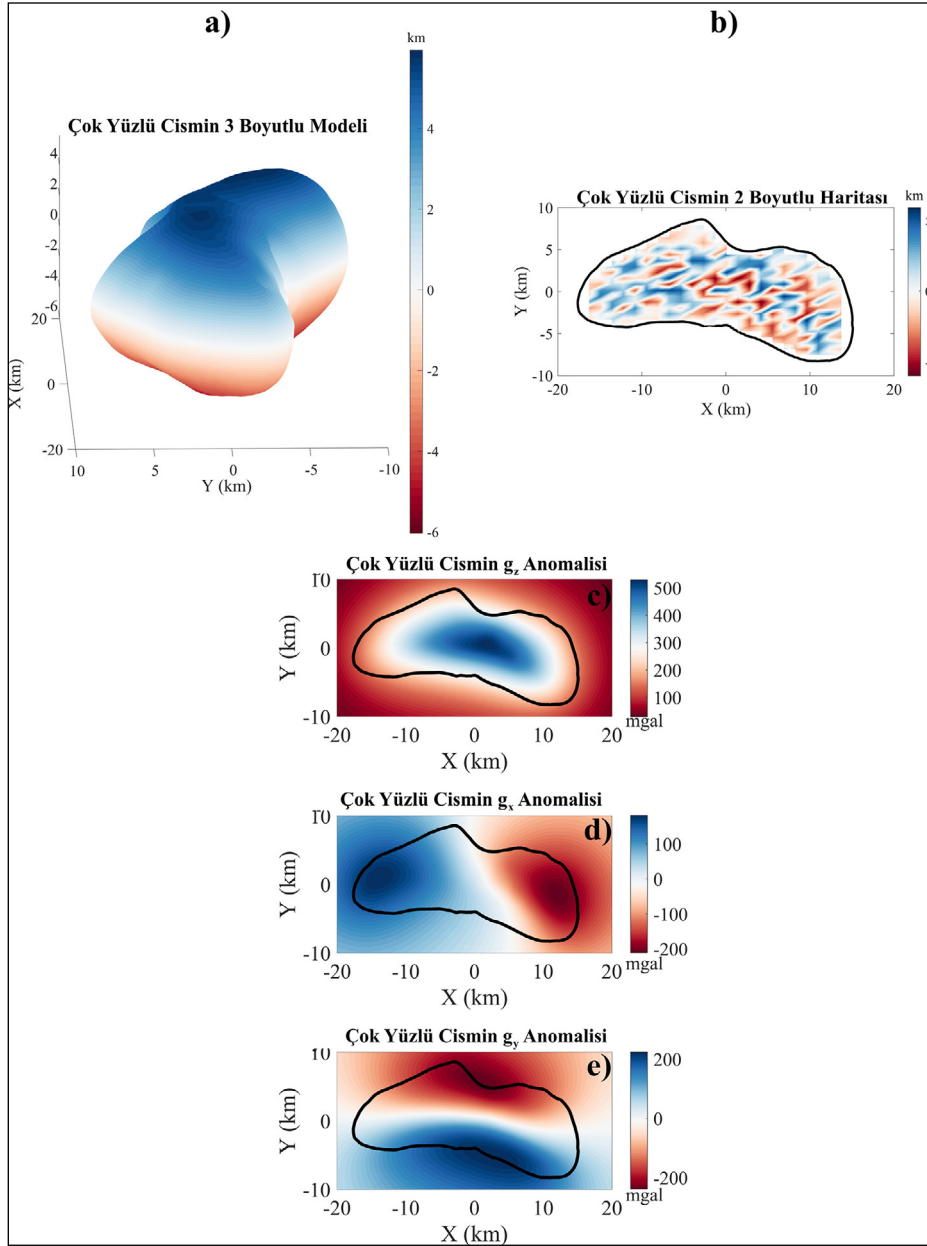
İtokawa Asteroiti'nin aksine, Eros (433) neredeyse homojendir. Ayrıca, Eros Asteroiti'nde düzgün bir yoğunluk dağılımı gözlenmektedir (Garmier vd., 2002). Trombka vd. (2000), DYA aracılığıyla (Cheng vd., 1997) X-ışını spektrometresi ile Eros'un element bileşimini incelemiş ve bulguları Himeros depresyonlarının anormal özelliklerine (eyer biçimli yapı) işaret etmiştir. Eros ve Himeros depresyonunun yüzeysel heterojenliklerini yorumlamak için, Eros

Şekil 7- Itokawa Asteroidi (25143) için ikinci türev sonuçları: a)  $T_{xx}$ , b)  $T_{xy}$ , c)  $T_{xz}$ , d)  $T_{yy}$ , e)  $T_{yz}$ , f)  $T_{zz}$ , g)  $I_1$ , h)  $I_2$ , i) THDR ve j) MC.

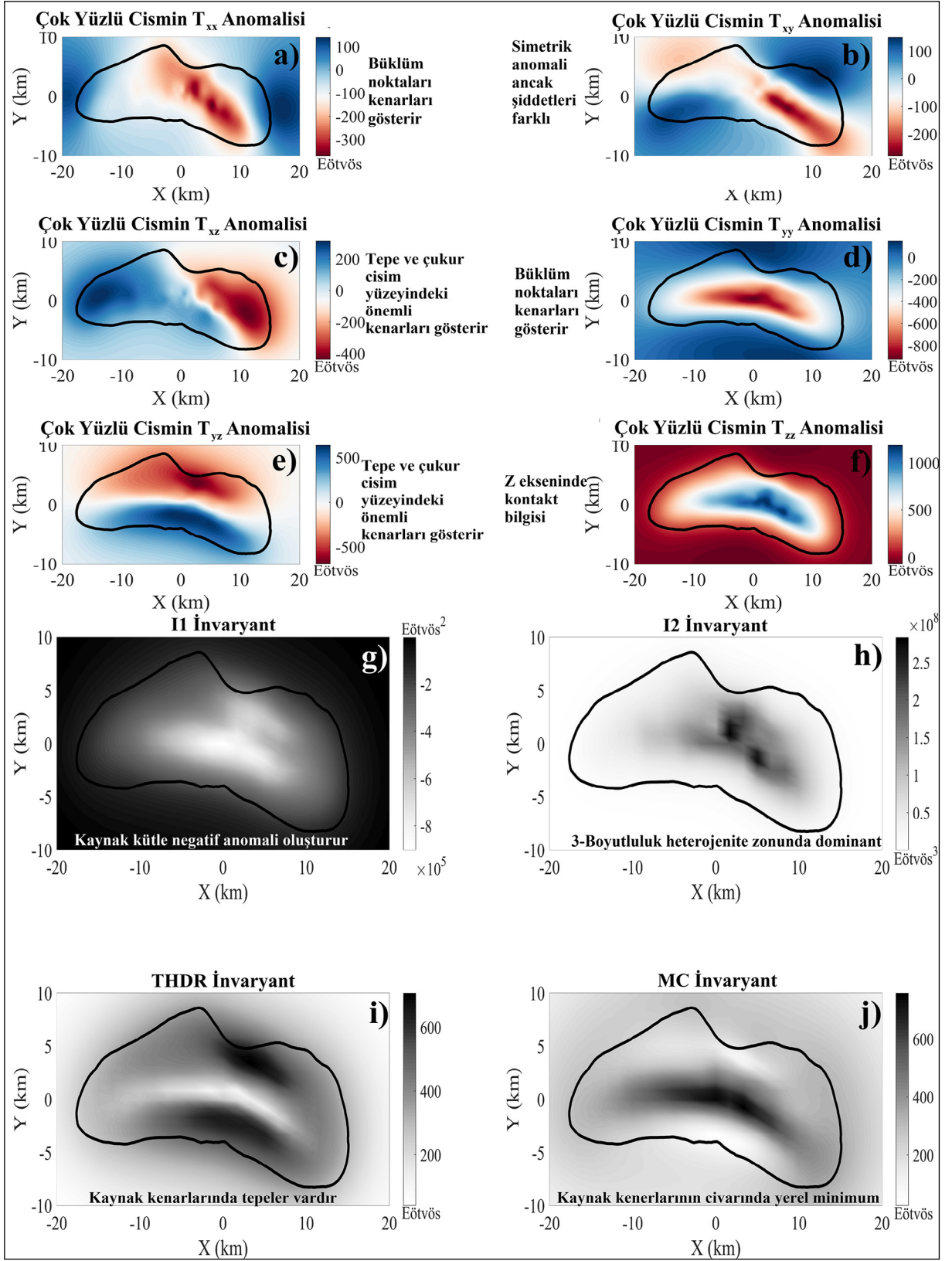
Asteroit'i'nin birinci türevleri ve 2B/3B modeli Şekil 8'de gösterilmiştir.

Şekil 8,  $g_y$  ve  $g_z$ 'de X ve Y eksenleri boyunca kabaca homojen bir dokusal heterojenlik göstermektedir. Bununla birlikte,  $g_x$  gövde merkezine göre simetrik değildir. Bu asimetrik davranış X eksenini boyunca heterojenlik ile ilişkilendirilebilir. Yzeyssel heterojenliğe daha iyi bir açıklama getirmek için tensörler ve sabitler hesaplanmıştır (Şekil 9).

Eros Asteroit'i için, tensörler ve sabitler farklı özelliklere sahiptir. Örneğin,  $T_{yy}$ 'deki bulgular Y yönü boyunca düzgün bir dağılım gösterirken,  $T_{xx}$  X eksenini boyunca heterojen bir dağılım sunmaktadır. Bu heterojen dağılım eyer şeklindeki Himeros depresyonu ile bağlantılı olabilir. Bu anomali, Trombka vd. (2000) ve Garmier vd. (2002)'nin sonuçlarıyla uyumludur. Ayrıca,  $T_{xz}$ , kabaca -100 Eötvös değeri ile Himeros depresyonunun yerçekimi etkisini analiz etmek için



Şekil 8- Eros Asteroit'i (433) için birinci türev sonuçları: a) 3B girdi modeli, b) 2B girdi modeli, c) yerçekimi potansiyelinin  $U$  dikey bileşeni, d) yerçekimi potansiyelinin  $U$  X bileşeni, e) yerçekimi potansiyelinin  $U$  Y bileşeni. Düz siyah çizgi Eros Asteroit'i'nin sınırlarını göstermektedir.

Şekil 9- Eros Asteroidi (433) için ikinci türev sonuçları: a)  $T_{xx}$ , b)  $T_{xy}$ , c)  $T_{xz}$ , d)  $T_{yy}$ , e)  $T_{yz}$ , f)  $T_{zz}$ , g)  $I_1$ , h)  $I_2$ , i) THDR ve j) MC.

kullanılabilir. Himeros depresyonunun yerçekimi anomalisinin nispeten daha yüksek olmasına rağmen (Garmier vd., 2002), çalışmamızın bu bölgede daha düşük bir yerçekimi değeri sunduğunu tekrar belirtmek gerekir. Bunun nedeni yoğunluk modellerimizin sabit olması ve amacımızın yüzeysel heterojenlikleri tespit etmek olmasıdır.  $T_{xy}$ 'deki maksimum ve minimum dağılımlar simetrik, ancak yoğunlukları Himeros depresyonu çevresinde asimetrik davranış gösterir.

$I_2$  hariç, sabit yöntemler yapı merkezli anomali sergilemektedir. Bununla birlikte,  $I_2$  sabiti Himeros depresyonundaki yüzeysel heterojenlikleri tespit etmektedir çünkü anomalinin 3B özellikleri bu bölgede farklılık göstermektedir.  $I_2$  sabiti, heterojen bölgenin konumunu başarılı bir şekilde belirler. *THDR* ve *MC* bulguları, Garmier vd. (2002) tarafından önerilen Eros'un (433) homojen yapısını neredeyse doğrulamıştır Garmier et al. (2002).

## 5. Sonuç

Karasal cisimler hakkındaki bilgiler oldukça sınırlıdır. Sabit yoğunluklu ileri modelleme, topoğrafik varyasyonlarla ilgili heterojenliklere ışık tutmaktadır. Sabit yoğunluk ile hesaplanan yerçekimi anomalileri yüksek ve düşük yoğunluklu bölgeleri sınıflandıramaz, ancak bu bölgelerdeki yüzeysel çeşitliliği tespit edebilir. Bu çalışmadaki bulgular; Benu, İtokawa ve Eros asteroitleri için yapılan önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır.

Bu çalışmada üç asteroitin spesifik özellikleri tespit edilmiştir. Benu (101955) için, gövdenin orta kısmında dokusal heterojenlikler gözlemlenmiştir. İtokawa'nın (25143) yerçekimi tensörü ve sabiti, baş ve gövde kısımlarının farklı yüzeysel özelliklerini yansıtmaktadır. Son olarak, asteroit Eros için yön farklılıkları tespit edilmiştir. Y yönü boyunca, Eros'taki yüzeysel dağılım neredeyse tekdüze iken, yüzeysel heterojenlikler X yönü ve Himeros depresyonu boyunca yorumlanmaktadır.

## Değinen Belgeler

Abe, S., Mukai, T., Hirata, N., Barnouin-Jha, O. S., Cheng, A. F., Demura, H., Gaskell, R. W., Hashimoto, T., Hiraoka, K., Honda, T., Kubota, T., Matsuoka, M., Mizuno, T., Nakamura, R., Scheeres, D. J., Yoshikawa, M. 2006. Mass and local topography

measurements of Itokawa by Hayabusa. *Science* 312 (5778), 1344–1347.

Asphaug, E., Ostro, S. J., Hudson, R. S., Scheeres, D. J., Benz, W. 1998. Disruption of kilometre-sized asteroids by energetic collisions. *Nature* 393(6684), 437–440.

Ayachit, U., Bauer, A., Geveci, B. 2015. ParaView catalyst: Enabling in situ data analysis and visualization. *Proceedings of ISAV 2015: 1st International Workshop on In Situ Infrastructures for Enabling Extreme-Scale Analysis and Visualization, Held in conjunction with SC 2015: The International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage* 25–29.

Barnett, C. T. 1976. Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrarily shaped three-dimensional body. *Geophysics* 41(6), 1353–1364.

Barnett, A. H. 2021. Aliasing error of the  $\exp(\beta_1 - z_2)$  kernel in the nonuniform fast Fourier transform. *Applied and Computational Harmonic Analysis* 51, 1–16.

Barnett, A. H., Magland, J., Klinteberg, L. A. F. 2019. A parallel nonuniform fast fourier transform library based on an “Exponential of Semicircle” kernel. *Journal on Scientific Computing* 41(5), C479–C504.

Barnouin, O. S., Daly, M. G., Palmer, E. E. 2019. Shape of (101955) Benu indicative of a rubble pile with internal stiffness. *Nature Geoscience* 12 (4), 247–252.

Bhattacharyya, B. K. 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31 (1), 97–121.

Chai, Y., Hinze, W. J. 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics* 53 (6), 837–845.

Chapman, C. R., Merline, W. J., Thomas, P. C., Joseph, J., Cheng, A. F., Izenberg, N. 2002. Impact history of Eros: Craters and boulders. *Icarus* 155 (1), 104–118.

Cheng, A. F., Santo, A. G., Heeres, K. J., Landshof, J. A., Farquhar, R. W., Gold, R. E., Lee, S. C. 1997. Near-Earth Asteroid Rendezvous: Mission overview. *Journal of Geophysical Research: Planets* 102 (E10), 23695–23708.

Chenot, D., Debeglia, N. 1990. Three-dimensional gravity or magnetic constrained depth inversion with lateral and vertical variation of contrast. *Geophysics* 55(3), 327–335.

Chesley, S. R., Farnocchia, D., Nolan, M. C., Vokrouhlický, D., Chodas, P. W., Milani, A., Spoto, F., Rozitis, B., Benner, L. A. M., Bottke, W. F., Busch, M. W., Emery, J. P., Howell, E. S., Lauretta, D. S., Margot, J. L., Taylor, P. A. 2014. Orbit and

- bulk density of the OSIRIS-REx target Asteroid (101955) Bennu. *Icarus* 235, 5–22.
- Cooley, J. W., Tukey, J. W. 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation* 19 (90), 297.
- Cynthia, A. 2002. Brewer. Available at: <http://www.colorbrewer.org>.
- Delbo, M., Libourel, G., Wilkerson, J., Murdoch, N., Michel, P., Ramesh, K. T., Ganino, C., Verati, C., Marchi, S. 2014. Thermal fatigue as the origin of regolith on small asteroids. *Nature* 508 (7495), 233–236.
- DellaGiustina, D. N., Emery, J. P., Golish, D. R. 2019. Properties of rubble-pile asteroid (101955) Bennu from OSIRIS-REx imaging and thermal analysis. *Nature Astronomy* 3 (4), 341–351.
- El Mir, C., Ramesh, K. T., Delbo, M. 2019. The efficiency of thermal fatigue in regolith generation on small airless bodies. *Icarus* 333, 356–370.
- Eppes, M. C., Keanini, R. 2017. Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. *Reviews of Geophysics* 55 (2), 470–508.
- Eppes, M. C., McFadden, L. D., Wegmann, K. W., Scuderi, L. A. 2010. Cracks in desert pavement rocks: Further insights into mechanical weathering by directional insolation. *Geomorphology* 123 (1–2), 97–108.
- Fletcher, R. C., Buss, H. L., Brantley, S. L. 2006. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation. *Earth and Planetary Science Letters* 244 (1–2), 444–457.
- Floberghagen, R., Fehringer, M., Lamarre, D., Muzi, D., Frommknecht, B., Steiger, C., Piñeiro, J., da Costa Human Spaceflight, A. 2011. Mission design, operation and exploitation of the gravity field and steady-state ocean circulation explorer mission. *Journal of Geodesy* 85 (11), 749–758.
- Fujiwara, A., Kadono, T., Nakamura, A. 1993. Cratering experiments into curved surfaces and their implication for craters on small satellites. *Icarus* 105 (2), 345–350.
- Fujiwara, A., Kawaguchi, J., Yeomans, D. K. 2006. The rubble-pile asteroid Itokawa as observed by Hayabusa. *Science* 312 (5778), 1330–1334.
- Garmier, R., Barriot, J. P., Konopliv, A. S., Yeomans, D. K. 2002. Modeling of the Eros gravity field as an ellipsoidal harmonic expansion from the NEAR Doppler tracking data. *Geophysical Research Letters* 29 (8), 72–1.
- Greengard, L., Lee, J. Y. 2006. Accelerating the nonuniform fast Fourier transform. *Society for Industrial and Applied Mathematics* 46 (3), 443–454.
- Hansen, R. O., Wang, X. 1988. Simplified frequency-domain expressions for potential fields of arbitrary three-dimensional bodies. *Geophysics* 53 (3), 365–374.
- Hazeli, K., El Mir, C., Papanikolaou, S., Delbo, M., Ramesh, K. T. 2018. The origins of asteroidal rock disaggregation: Interplay of thermal fatigue and microstructure. *Icarus* 304, 172–182.
- Hirabayashi, M., Scheeres, D. J. 2014. Stress and failure analysis of rapidly rotating asteroid (29075) 1950 DA. *The Astrophysical Journal Letters* 798 (1), L8.
- Holzhausen, G. R. 1989. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. *Engineering Geology* 27 (1–4), 225–278.
- Kanamaru, M., Sasaki, S. 2019. Estimation of interior density distribution for small bodies: The case of asteroid Itokawa. *Transactions of the Japan Society for Aeronautical and Space Sciences: Aerospace Technology Japan* 17 (3), 270–275.
- Kanamaru, M., Sasaki, S., Wicczorek, M. 2019. Density distribution of asteroid 25143 Itokawa based on smooth terrain shape. *Planetary and Space Science* 174, 32–42.
- Keiner, J., Kunis, S., Potts, D. 2009. Using NFFT 3---A software library for various nonequispaced fast Fourier transforms. *Association for Computing Machinery Transactions on Mathematical Software (TOMS)* 36 (4).
- Klokočník, J., Kostelecký, J., Kalvoda, J., Eppelbaum, L. V., Bezděk, A. 2014. Gravity disturbances, Marussi tensor, invariants and other functions of the geopotential represented by EGM 2008. *Journal of Earth Science Research* 2 (3), 88–101.
- Konopliv, A. S., Miller, J. K., Owen, W. M., Yeomans, D. K., Giorgini, J. D., Garmier, R., Barriot, J. P. 2002. A global solution for the gravity field, rotation, landmarks, and ephemeris of Eros. *Icarus* 160 (2), 289–299.
- Lamp, J. L., Marchant, D. R., Mackay, S. L., Head, J. W. 2017. Thermal stress weathering and the spalling of Antarctic rocks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122 (1), 3–24.
- Lauretta, D. S., Bartels, A. E., Barucci, M. A. 2015. The OSIRIS-REx target asteroid (101955) Bennu: Constraints on its physical, geological, and dynamical nature from astronomical observations. *Meteoritics and Planetary Science* 50, 834–849.
- Lauretta, D. S., DellaGiustina, D. N., Bennett, C. A. 2019. The unexpected surface of asteroid (101955) Bennu. *Nature* 568 (7750), 55–60.
- Lee, T., Biehler, S. 1991. Inversion modeling of gravity with prismatic mass bodies. *Geophysics* 56 (9), 1365–1376.



- Lee, J. Y., Greengard, L. 2005. The type 3 nonuniform FFT and its applications. *Journal of Computational Physics* 206 (1), 1–5.
- Levi, F. A. 1973. Thermal fatigue: a possible source of structural modifications in meteorites. *Meteoritics* 8 (3), 209–221.
- Magri, C., Consolmagno, G. J., Ostrch, S. J., Benner, L. A. M., Beene, B. R. 2001. Radar constraints on asteroid regolith properties using 433 Eros as ground truth. *Meteoritics and Planetary Science* 36 (12), 1697–1709.
- McCoy, T. J., Nittler, L. R., Burbine, T. H., Trombka, J. I., Clark, P. E., Murphy, M. E. 2000. Anatomy of a partially differentiated asteroid: A “NEAR”-sighted view of Acapulcoites and Lodranites. *Icarus* 148 (1), 29–36.
- McFadden, L. D., Eppes, M. C., Gillespie, A. R., Hallet, B. 2005. Physical weathering in arid landscapes due to diurnal variation in the direction of solar heating. *Geological Society of America Bulletin* 117 (1–2), 161–173.
- McMahon, J. W., Scheeres, D. J., Chesley, S. R., French, A., Brack, D., Farnocchia, D., Takahashi, Y., Rozitis, B., Tricarico, P., Mazarico, E., Bierhaus, B., Emery, J. P., Hergenrother, C. W., Lauretta, D. S. 2020. Dynamical evolution of simulated particles ejected from Asteroid Bennu. *Journal of Geophysical Research: Planets* 125 (8), e2019JE006229.
- Miller, J. K., Konopliv, A. S., Antreasian, P. G., Bordini, J. J., Chesley, S., Helfrich, C. E., Owen, W. M., Wang, T. C., Williams, B. G., Yeomans, D. K., Scheeres, D. J. 2002. Determination of shape, gravity, and rotational state of asteroid 433 Eros. *Icarus* 155 (1), 3–17.
- Molaro, J. L., Byrne, S., Langer, S. A. 2015. Grain-scale thermoelastic stresses and spatiotemporal temperature gradients on airless bodies, implications for rock breakdown. *Journal of Geophysical Research: Planets* 120 (2), 255–277.
- Molaro, J. L., Walsh, K. J., Jawin, E. R. 2020a. In situ evidence of thermally induced rock breakdown widespread on Bennu’s surface. *Nature Communications* 11 (1), 1–11.
- Molaro, J. L., Hergenrother, C. W., Chesley, S. R., Walsh, K. J., Hanna, R. D., Haberle, C. W., Schwartz, S. R., Ballouz, R. L., Bottke, W. F., Campins, H. J., Lauretta, D. S. 2020b. Thermal fatigue as a driving mechanism for activity on Asteroid Bennu. *Journal of Geophysical Research: Planets* 125 (8), e2019JE006325.
- Murchie, S. L., Pieters, C. M. 1996. Spectral properties and rotational spectral heterogeneity of 433 Eros. *Journal of Geophysical Research: Planets* 101 (E1), 2201–2214.
- Murphy, C. A. 2007. Interpreting FTG Gravity Data using Horizontal Tensor Components. *Electromagnetic, Gravity and Magnetic International Workshop* 2017, cp-166-00004.
- Murphy, C., Dickinson, J. 2009. Exploring exploration play models with ftg gravity data. *European Association of Geoscientists and Engineers*, cp-241-00020.
- Nakamura, T., Noguchi, T., Tanaka, M. 2011. Itokawa Dust Particles: A direct link between s-type asteroids and ordinary chondrites. *Science* 333 (6046), 1113.
- Nelson, J. B. 1988a. Calculation of the magnetic gradient tensor from total field gradient measurements and its application to geophysical interpretation. *Geophysics* 53 (7), 957–966.
- Nelson, J. B. 1988b. Comparison of gradient analysis techniques for linear two-dimensional magnetic sources. *Geophysics* 53(8), 1088–1095.
- Ostro, S. J., Campbell, D. B., Simpson, R. A. 1992. Europa, Ganymede, and Callisto: New radar results from Arecibo and Goldstone. *Journal of Geophysical Research* 97 (E11), 18227.
- Parker, R. L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International* 31 (4), 447–455.
- Pawlowski, B. 2012. Gravity gradiometry in resource exploration. *The Leading Edge* 17 (1), 51.
- Pedersen, L. B. 1978. Wavenumber domain expressions for potential fields from arbitrary 2-, 2½-, and 3-dimensional bodies. *Geophysics* 43 (3), 626–630.
- Pedersen, L. B., Rasmussen, T. M. 1990. The gradient tensor of potential field anomalies: some implications on data collection and data processing of maps. *Geophysics* 55 (12), 1558–1566.
- Richardson, J. E., Melosh, H. J., Greenberg, R. 2004. Impact-induced seismic activity on asteroid 433 Eros: A surface modification process. *Science* 306 (5701), 1526–1529.
- Robinson, M. S., Thomas, P. C., Veverka, J. 2002. The geology of 433 Eros. *Meteoritics and Planetary Science* 37 (12), 1651–1684.
- Saito, J., Miyamoto, H., Nakamura, R. 2006. Detailed images of Asteroid 25143 Itokawa from Hayabusa. *Science* 312 (5778), 1341.
- Sánchez, P., Scheeres, D. J. 2014. The strength of regolith and rubble pile asteroids. *Meteoritics and Planetary Science*, 49 (5) 788–811.
- Scheeres, D. J., Britt, D., Carry, B., Holsapple, K. A. 2015. Asteroid interiors and morphology. *Asteroids IV*, 745–766.

- Scheeres, D. J., McMahon, J. W., French, A. S. 2019. The dynamic geophysical environment of (101955) Benu based on OSIRIS-REx measurements. *Nature Astronomy* 3 (4), 352–361.
- Scheeres, D. J., French, A. S., Tricarico, P. 2020. Heterogeneous mass distribution of the rubble-pile asteroid (101955) Benu. *Science Advances* 6 (41).
- Si, H. 2015. TetGen, a delaunay-based quality tetrahedral mesh generator. *Association for Computing Machinery Transactions on Mathematical Software* 41(2).
- Sorsa, L. I., Takala, M., Bambach, P., Deller, J., Vilenius, E., Agarwal, J., Carroll, K. A., Karatekin, Ö., Pursiainen, S. 2020. Tomographic inversion of gravity gradient field for a synthetic Itokawa model. *Icarus* 336, 113425.
- Stokes, G. H., Evans, J. B., Vighh, H. E. M., Shelly, F. C., Pearce, E. C. 2000. Lincoln Near-Earth Asteroid Program (LINEAR). *Icarus* 148 (1), 21–28.
- Tanbakouei, S., Trigo-Rodriguez, J. M., Sort, J., Michel, P., Blum, J., Nakamura, T., Williams, I. 2019. Mechanical properties of particles from the surface of asteroid 25143 Itokawa. *Astronomy and Astrophysics* 629, A119.
- Thirumalai, K., Demou, S. G. 1970. Effect of reduced pressure on thermal-expansion behavior of rocks and its significance to thermal fragmentation. *Journal of Applied Physics* 41(13), 5147–5151.
- Thomas, P. C., Joseph, J., Carcich, B. 2002. Eros: Shape, topography, and slope processes. *Icarus* 155 (1), 18–37.
- Tontini, F. C., Cocchi, L., Carmisciano, C. 2009. Rapid 3-d forward model of potential fields with application to the palinuro seamount magnetic anomaly (Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114 (2), 2103.
- Trombka, J. I., Squyres, S. W., Bruckner, J. 2000. The Elemental Composition of Asteroid 433 Eros: Results of the NEAR-Shoemaker X-ray Spectrometer. *Science* 289 (5487), 2101–2105.
- Veverka, J., Thomas, P. C., Bell, J. F. 1999. Imaging of Asteroid 433 Eros during NEARs Flyby Reconnaissance. *Science* 285 (5427), 562–564.
- Veverka, J., Thomas, P. C., Robinson, M. 2001. Imaging of small-scale features on 433 Eros from NEAR: Evidence for a complex regolith. *Science* 292 (5516), 484–488.
- Walsh, K. J., Jawin, E. R., Ballouz, R. L. 2019. Craters, boulders and regolith of (101955) Benu indicative of an old and dynamic surface. *Nature Geoscience* 12 (4), 242–246.
- Waragai, T. 1998. Effects of rock surface temperature on exfoliation, rock varnish, and lichens on a boulder in the Hunza Valley. *Arctic and Alpine Research* 30 (2), 184–192.
- Werner, R. A., Scheeres, D. J. 1996. Exterior gravitation of a polyhedron derived and compared with harmonic and mascon gravitation representations of asteroid 4769 Castalia. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* 65 (3), 313–344.
- Whiteley, R. J., Tholen, D. J., Hergenrother, C. W. 2002. Lightcurve Analysis of four new monolithic fast-rotating asteroids. *Icarus* 157 (1), 139–154.
- Wu, X. 1983. The computation of the spectrum of potential field due to 3-D arbitrary bodies with physical parameters varying with depth. *Acta Geophysica Sinica* 26 (2), 177–187.
- Wu, L. 2016. Efficient modelling of gravity effects due to topographic masses using the Gauss-FFT method. *Geophysical Journal International* 205 (1), 160–178.
- Wu, L. 2018. Comparison of 3-D Fourier forward algorithms for gravity modelling of prismatic bodies with polynomial density distribution. *Geophysical Journal International* 215 (3), 1865–1886.
- Wu, L. 2019. Fourier-domain modeling of gravity effects caused by polyhedral bodies. *Journal of Geodesy* 93 (5), 635–653.
- Wu, L. 2021a. Modified Parker's method for gravitational forward and inverse modeling using general polyhedral models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126 (10).
- Wu, L. 2021b. Data and code for "Modified Parker's method for gravitational forward and inverse modeling using general polyhedral models".
- Wu, L., Tian, G. 2014. High-precision fourier forward modeling of potential fields. *Geophysics* 79 (5), G59–G68.
- Wu, L., Chen, L. 2016. Fourier forward modeling of vector and tensor gravity fields due to prismatic bodies with variable density contrast. *Geophysics* 81 (1), G13–G26.
- Wu, L., Lin, Q. 2017. Improved Parker's method for topographic models using Chebyshev series and low rank approximation. *Geophysical Journal International* 209 (2), 1296–1325.
- Yano, H., Kubota, T., Miyamoto, H., Okada, T., Scheeres, D., Takagi, Y., Yoshida, K., Abe, M. 2006. Touchdown of the Hayabusa spacecraft at the muses sea on Itokawa. *Science* 312 (5778), 1350–1353.
- Yeomans, D. K. 1995. Asteroid 433 Eros: the target body of the NEAR mission. *Journal of the Astronautical Sciences* 43 (4), 417–426.